

R. SAUSEN, S. MATTHES

10 Einfluss des Flugverkehrs auf das Klima

Impact of aviation on climate

Zusammenfassung

Der Flugverkehr hat einen nicht zu vernachlässigenden Anteil am Klimawandel und ist in der Vergangenheit besonders schnell gewachsen. Neben der Emission des Treibhausgases CO_2 wirkt der Luftverkehr durch Veränderung der Ozon- und Methan-Konzentration, durch Bildung zusätzlicher Wolken (Kondensstreifen und Kondensstreifen-Zirren) sowie eine Reihe weiterer Effekte auf das Klima. Insgesamt trägt der Luftverkehr nach derzeitigem Wissensstand knapp 5 % zum anthropogenen Strahlungsantrieb bei. Die Klimawirkung der Nicht- CO_2 -Effekte kann durch eine ökoeffiziente Planung von Flugtrajektorien verringert werden.

Abstract: Impact of aviation on climate.

Aviation noticeably contributes to climate change, and the aviation contribution has been growing particularly fast. Beside the emission of the greenhouse gas CO_2 , aviation impacts climate by changing the atmospheric concentrations of ozone and methane, by forming additional clouds (contrails and contrail cirrus) and various further effects. In total, aviation contributes nearly 5 % to the total anthropogenic radiative forcing. The climate impact of the non- CO_2 effects can be mitigated by eco-efficient planning of flight trajectories.

1 Einleitung

Der Flugverkehr erfüllt nicht nur Bedürfnisse nach Mobilität von Personen sowie nach schnellem Transport von Gütern über weite Strecken und trägt so erheblich zu Wohlstand bei, sondern der Luftverkehr hat auch

Anteil an der globalen Erwärmung und verändert damit indirekt auch das Wetter. Wie wir weiter unten sehen werden, ist einerseits der Beitrag des Luftverkehrs zur anthropogenen Klimaänderung deutlich größer, als es seinen CO_2 -Emissionen entspricht. Andererseits gibt es beim Luftverkehr Möglichkeiten zur Minderung seiner Klimawirkung, die in ähnlicher Weise bei anderen menschlichen Aktivitäten nicht gefunden werden.

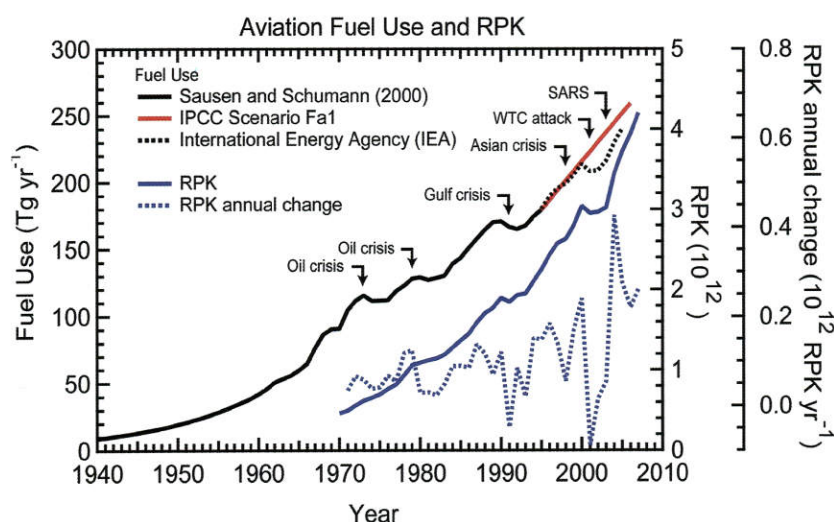


Abb. 10-1: Transportvolumen (als bezahlte Passagierflugkilometer RPK = *revenue passenger kilometres*, blau ausgezogene Kurve) und jährliche Änderungen (blau gestrichelt) seit 1970 und Treibstoffverbrauch (*fuel use*) durch den Flugverkehr seit 1940 (schwarze Kurve). Quelle: Fig. 2 aus LEE et al. (2009).

Der weltweite Luftverkehr hat in den vergangenen Jahren sehr stark zugenommen. Von 1970 bis 2005 wuchs die Transportvolumen (gemessen in *Revenue Passenger Kilometre* (RPK), also in bezahlten Flugkilometern) um mehr als den Faktor 8 (Abb. 10-1). Gleichzeitig stiegen der globale Treibstoffverbrauch und damit die CO_2 -Emissionen um mehr als das 2,5-fache an (LEE et al. 2009). Diese machen 2 bis 3 % aller anthropogenen CO_2 -Emissionen aus. Globale Krisen führten allenfalls zu kurzfristigen Einbrüchen im Treibstoffverbrauch. Dass letzterer nicht so schnell zunahm wie die Transportleistung, ist im Wesentlichen auf effizientere Flugzeuge und höhere Auslastung zurückzuführen. Innerhalb der Euro-

päischen Union (EU15), die gemäß dem Kyoto Protokoll verpflichtet war, bis 2012 ihre CO₂-Äquivalentemissionen um 8,0 % im Vergleich zu 1990 zu senken, stiegen im Zeitraum von 1990 bis 2010 die entsprechenden Emissionen des internationalen Luftverkehrs (*aviation bunkers*¹) um 95,4 %, während die Gesamtemissionen (ohne *aviation bunkers* und *marine bunkers*¹) im gleichen Zeitraum um 11,3 % abnahmen². Der Anteil des internationalen Luftverkehrs an den CO₂-Äquivalentemissionen stieg von 1,6 % auf 3,5 %. Wenn sich die Trends der letzten zwei Dekaden in ähnlicher Weise fortsetzen, könnte der Anteil des Luftverkehrs bis 2020 auf rund 5 % zunehmen.

Neben der Emission des Treibhausgases CO₂ trägt der Flugverkehr noch auf mehreren anderen Wegen zur Klimaänderung bei (Abb. 10-2), und zwar durch

- Emission weiterer Treibhausgase wie Wasserdampf,
- Emission indirekter Treibhausgase wie NO_x, das wiederum die O₃- und somit auch die CH₄-Konzentration beeinflusst,
- Emission von Partikeln wie Ruß oder Partikelvorläufern wie SO₂,
- Bildung zusätzlicher Wolken (Kondensstreifen, Kondensstreifen-Zirren),
- indirekte Wolkeneffekte (Änderung von Bedeckungsgrad oder Wolkeneigenschaften) wie die Bildung von so genanntem Soot-Cirrus.

Grundsätzlich treten die hier genannten Nicht-CO₂-Effekte bei vielen anderen anthropogenen Einflüssen auf das Klima auf, jedoch sind beim Luftverkehr diese Effekte verhältnismäßig groß³.

Die verschiedenen Klimaeffekte, die beim Flugverkehr auftreten, wurden im Hinblick auf das anhaltende Wachstum des Luftverkehrs in einer Vielzahl von wissenschaftlichen Publikationen untersucht und in mehreren Sachstandsberichten beschrieben (zum Beispiel IPCC 1999, SAUSEN et al. 2005, LEE et al. 2009, SAUSEN et al. 2012).

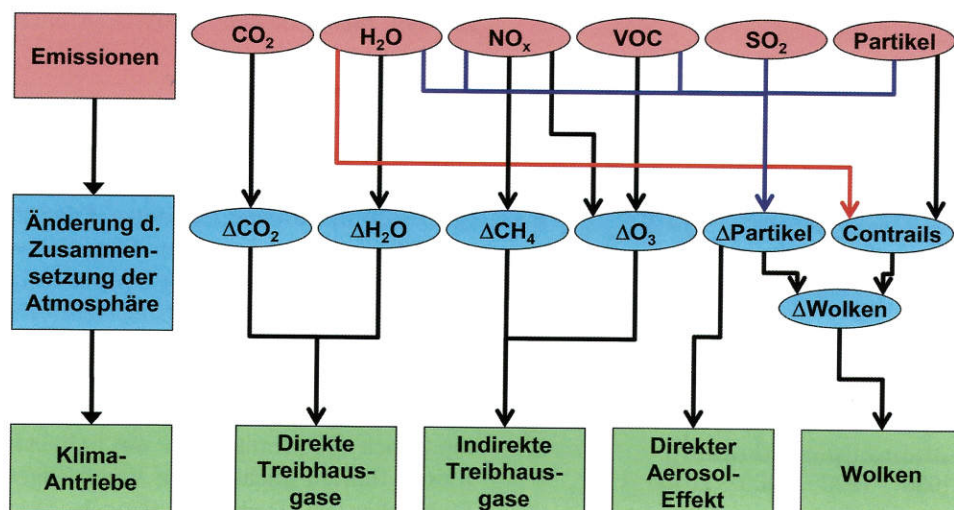


Abb. 10-2: Vereinfachte Darstellung der Wirkungskette „Flugverkehrsemissionen → Änderung der Zusammensetzung der Atmosphäre → Klima-antriebe“.

2 Strahlungsantrieb als Maßzahl

Will man bei der Betrachtung von Klimaeffekten über eine qualitative Beschreibung hinausgehen, muss man eine Möglichkeit schaffen, die verschiedenen Klimaeffekte quantitativ zu vergleichen. Wegen unterschiedlicher Lebensdauer und räumlicher Muster der Effekte ist das eine schwierige Aufgabe, für die es keine allgemein gültige Lösung gibt. Daher sind viele verschiedene Maßzahlen oder Metriken vorgeschlagen worden. Man kann Emissionen mittels ihrer Masse vergleichen oder hinsichtlich einer gewichteten Masse. Für die Klimawirkung ist es sinnvoll, die durch eine einzelne Emission verursachte Änderung der global gemittelten Temperatur zu betrachten. Eine detaillierte Behandlung unterschiedlicher Metriken würde jedoch den Rahmen dieses Kapitels sprengen. Für die folgenden Ausführungen beschränken wir uns trotz bekannter Schwächen auf den Strahlungsantrieb (siehe auch SAUSEN 2004), eine Maßzahl, die auch vom Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) gerne verwendet wird.

Machen wir nun ein Gedankenexperiment und betrachten wir die Atmosphäre im Quasi-Gleichgewicht, zum Beispiel in der vorindustriellen Zeit. Die Atmosphäre befindet sich dann (im Jahresmittel) im Strahlungsgleichgewicht, das heißt, einfallende solare Strahlung und die langwellige terrestrische Strahlung in den Weltraum kompensieren sich. Nun bringen wir instantan eine strahlungsaktive Substanz (zum Beispiel zusätzliches CO₂) in die Atmosphäre ein oder ändern instantan die Albedo. Gleichzeitig halten wir alle anderen atmosphärischen Variablen auf ihrem Gleichgewichtswert. Das Strahlungsgleichgewicht ist nun gestört. Die Differenz aus solarer Strahlung und terrestrischer Strahlung nennen wir Strahlungsantrieb (*Radiative Forcing* (RF), gemessen in W/m²). Wenn RF positiv ist, also die solare Strahlung jetzt die terrestrische überwiegt, wird sich die Atmosphäre solange erwärmen, bis ein neues Gleichgewicht erreicht ist. Umgekehrt erfolgt bei negativem RF eine Abkühlung.

RF ist keine Observable, das heißt es kann prinzipiell nicht gemessen werden. RF ist vielmehr ein theoretisches Konstrukt, das nur berechnet werden kann. Das ist in der Regel mit deutlich geringerem Aufwand möglich als zum Beispiel die Bestimmung der zugehörigen Änderung des Klimas. RF hängt ab vom Zustand der ungestörten Atmosphäre im Quasi-Gleichgewicht und von Größe und Art der eingebrachten Störung. Aus

¹ Bei den hier betrachteten CO₂-Äquivalentemissionen handelt es sich um die Rahmen der UNITEDNATIONS Framework Convention on Climate Change (UNFCCC) berichteten Werte, siehe www.unfccc.int.

² Bei Zahlen für 2010 wirkt sich die jüngste Bankenkrise jeweils mit um einige Zehntel von Prozentpunkten niedrigeren Werten aus.

³ Auch bei der Schifffahrt gibt es relativ große Nicht-CO₂-Effekte, wie die Bildung zusätzlicher niedriger Wolken aufgrund von Schwefelemissionen.

Aviation Radiative Forcing Components in 2005

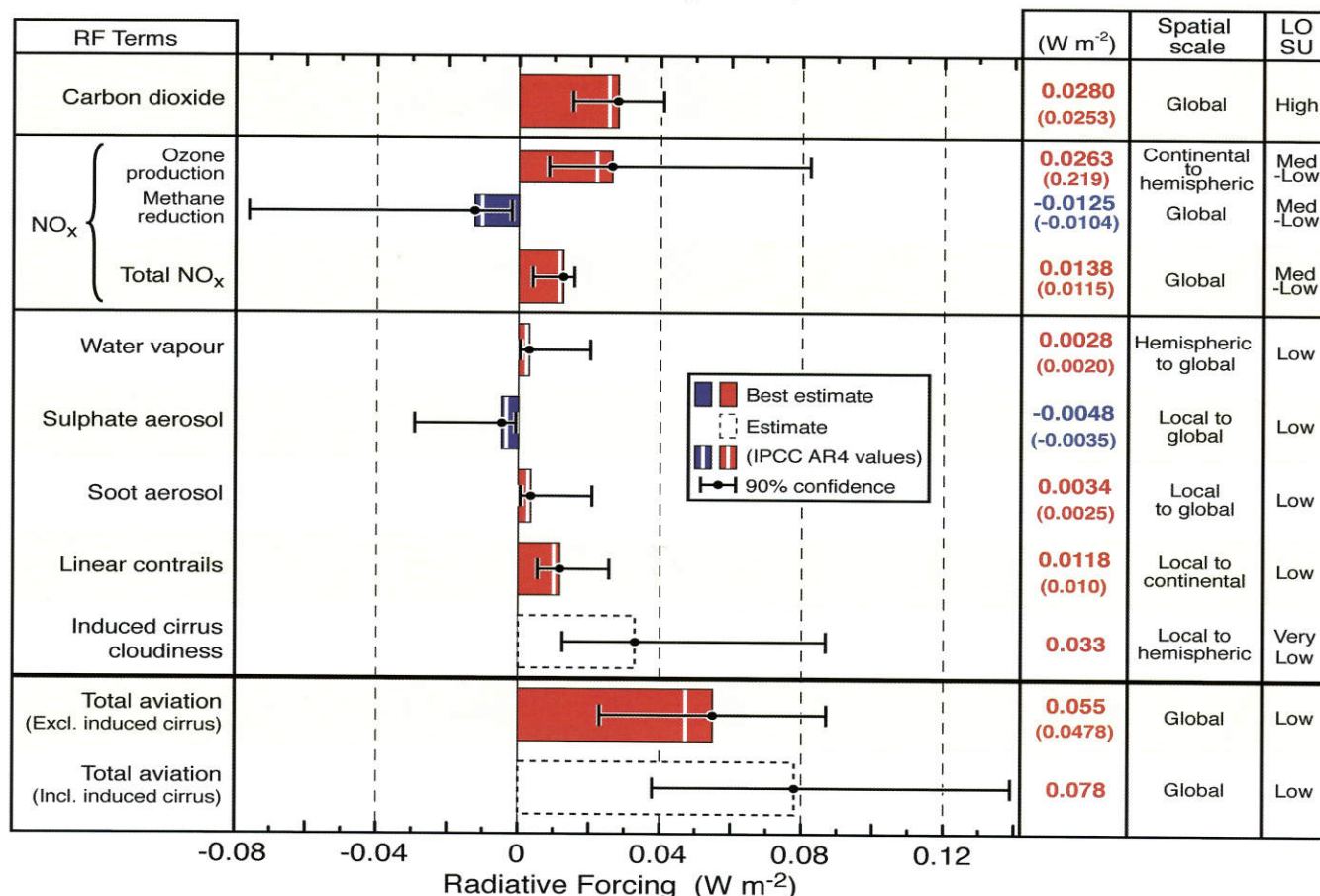


Abb. 10-3: Strahlungsantriebe (RF = Radiative Forcing) des Luftverkehrs aufgrund verschiedener Emissionen für das Jahr 2005 (Balken). Die weißen Linien kennzeichnen die Werte aus dem 4. Sachstandsbericht des IPCC. Die Unsicherheitsbereiche kennzeichnen jeweils das 90%-Konfidenzintervall. Das zu „Total NO_x“ gehörende Intervall wurde unter der Annahme bestimmt, dass Ozonaufbau und Methanabbau zu 100 % korreliert sind. Die in der drittletzten Spalte angegebenen Werte sind die zu den Balken gehörenden numerischen Werte. (Die Zahlen in Klammern gehören jeweils zur weißen Linie.) Die vorletzte Spalte beschreibt die räumliche Skala des zugrunde liegenden Prozesses. Die letzte Spalte ist eine Abschätzung des jeweiligen wissenschaftlichen Verständnisses (LOSU = *level of scientific understanding*). Quelle: Fig. 4 aus LEE et al. (2009).

Erfahrung weiß man, das RF^4 in erster Ordnung proportional zur erwarteten Gleichgewichtsänderung der global gemittelten Bodentemperatur ΔT_s ist (siehe auch IPCC 1996).

$$\Delta T_s = \lambda RF, \quad (1)$$

wobei λ der so genannte Klimasensitivitätsparameter ist. Für sehr viele Klimaantriebe ist λ unabhängig von der Art und Größe des Antriebes (siehe auch PONATER et al. 2012).

Während das hier definierte RF sehr gut geeignet ist, atmosphärische Prozesse zu verstehen und anthropogene Einflüsse auf das Klima zu quantifizieren, ist es völlig ungeeignet, um Emissionen zu regulieren oder zum Beispiel diese mit Gebühren zu belegen. Denn RF ist eine so genannte rückwärts schauende Metrik, das heißt RF beschreibt die Wirkung der kumulierten Emissionen der Vergangenheit bis zu dem Zeitpunkt, für den RF bestimmt wird. RF sagt praktisch nichts aus über die Wirkung einer noch regulierbaren zukünftigen Emission.

3 Beiträge des Flugverkehrs zum Strahlungsantrieb

Bei der Verbrennung von Treibstoff in einem Flugzeugtriebwerk entstehen als primäre Verbrennungsprodukte CO_2 und H_2O . Als (unerwünschte) Nebenprodukte emittieren die Triebwerke eine Reihe weiterer Stoffe, jedoch in Konzentrationen mehr als zwei Größenordnungen geringer als die primären Produkte, unter anderem NO_x (als Folge der Oxidation von N_2 aus der Luft), SO_x (als Folge der Oxidation von im Treibstoff befindlichem Schwefel), CO , flüchtige organische Verbindungen (VOC) und Ruß (alle als Folge einer unvollständigen Verbrennung des Treibstoffes) sowie Metallpartikel (aus Abrieb im Triebwerk). Im Folgenden betrachten wir die wesentlichen Beiträge (siehe auch Abb. 10-2); wenn nicht anders vermerkt beruhen die Zahlenwerte, die wir für das Jahr 2005 angeben, auf LEE et al. (2009). Die angegebenen Zahlenwerte sind mit (teilweise erheblichen) Unsicherheiten behaftet, die in Abb. 10-3 in Form der 90 %-Konfidenzintervalle quantifiziert sind. Bei einigen Komponenten ist das

⁴ Streng genommen muss man das sogenannte *stratosphere-adjusted tropopause radiative forcing* oder *fixed dynamic heating radiative forcing* verwenden (siehe auch SAUSEN 2004). Dieses RF wurde auch zur Bestimmung der Zahlenwerte im folgenden Abschnitt verwendet. Wir haben hier zur Vereinfachung nur den instantanten Strahlungsbetrieb definiert.



Abb. 10-4: Satellitenbild von persistenten, gealterten Kondensstreifen am 4. Mai 1995 über Mitteleuropa. Quelle: DLR.

wissenschaftliche Verständnis noch niedrig. Hier können sich die Zahlenwerte im Verlaufe der weiteren Forschung erheblich ändern.

3.1 Kohlendioxid (CO_2)

Das emittierte Kohlendioxid ist der wichtigste Beitrag zum luftverkehrsbedingten Strahlungsantrieb. Mit 28 mW/m^2 (Abb. 10-3) hat es einen großen Anteil am gesamten luftverkehrsbedingten RF . CO_2 hat von allen hier betrachteten Stoffen die längste Lebensdauer. Ein großer Anteil bleibt etliche Jahrzehnte in der Atmosphäre, während Teile sogar Jahrtausende verweilen. Wegen dieser langen Lebensdauer ist die Wirkung von CO_2 unabhängig von Ort, Höhe und Zeitpunkt der Emission. Der Beitrag des Luftverkehrs zur CO_2 -Konzentration im Jahr 2005 umfasst zum Beispiel noch erhebliche Beiträge aus der Mitte des vorherigen Jahrhunderts. Selbst wenn die Emissionen konstant blieben, würde die CO_2 -Konzentration noch viele Jahrzehnte ansteigen (zum Beispiel SAUSEN und SCHUMANN 2000).

3.2 Wasserdampf (H_2O)

Obwohl H_2O von der Masse her die zweitwichtigste Emission der Flugzeuge ist, fällt der zugehörige Strahlungsantrieb mit $2,8 \text{ mW/m}^2$ sehr klein aus. Dennoch ist der Strahlungsantrieb aufgrund des H_2O aus dem Flugverkehr erheblich größer als er es aufgrund einer vergleichbar großen Quelle am Erdboden wäre. In der Troposphäre wird H_2O durch Niederschlag rasch aus der Atmosphäre entfernt, in der unteren Stratosphäre beträgt die Lebensdauer jedoch einige Wochen.

⁵ Dieser Beitrag wird in Abb. 10-3 nicht betrachtet.

3.3 Stickoxid (NO_x)

Stickoxidemissionen, als chemisch stark aktive Spezies, führen sowohl zu einem positiven Strahlungsantrieb über die Bildung von Ozon (O_3) als auch zu einem negativen RF über die vermehrte Zerstörung des Klimagases Methan (CH_4). Der Strahlungsantrieb über Ozon wird mit $26,3 \text{ mW/m}^2$ angegeben. Der Methan-Strahlungsantrieb wird mit $-12,5 \text{ mW/m}^2$ beziffert. Mit der veränderten CH_4 -Konzentration ist eine schwächere Ozonbildung verbunden (negatives RF). Eine Betrachtung der geographischen Verteilung der Strahlungsantriebe und der Lebensdauern zeigt deutlich unterschiedliche Eigenschaften. Ozon hat eine Lebensdauer von mehreren Wochen (kurzlebig), während die atmosphärische Lebensdauer von Methan bei etwa 10 Jahren liegt (langlebig). Die Summe aus dem positiven RF vom Ozon und dem negativen RF vom Methan ergibt einen Strahlungsantrieb von $13,8 \text{ mW/m}^2$. Wird zusätzlich der mit CH_4 -Abbau verbundene (sekundäre) Ozonverlust⁵ (negatives RF) berücksichtigt, so ergibt sich ein Strahlungsantrieb der Stickoxidemissionen von $2,9 \text{ mW/m}^2$ (HOOR et al. 2009), der auch bei Betrachtung der Unsicherheiten positiv bleibt (HOLMES et al. 2011), lediglich UNGER (2011) kommt zu einem leicht negativen Gesamtwert.

3.4 Partikel

Partikel (feste und flüssige) werden entweder direkt vom Luftverkehr emittiert (zum Beispiel Ruß) oder entstehen aus Vorläufersubstanzen (zum Beispiel Sulphat-Aerosol aus emittiertem SO_2). Ihr direkter Beitrag zum Strahlungsantrieb ist vergleichsweise klein. Ruß wirkt erwärmend ($RF = 3,4 \text{ mW/m}^2$), während Sulphat-Aerosol zu einer Abkühlung führt ($RF = -4,8 \text{ mW/m}^2$).

3.5 Wolken

Kondensstreifen sind (im direkten Sinne) der offensichtlichste Beitrag des Flugverkehrs zum Klimawandel. Ihre Entstehung kann mit dem Schmidt-Appleman-Kriterium

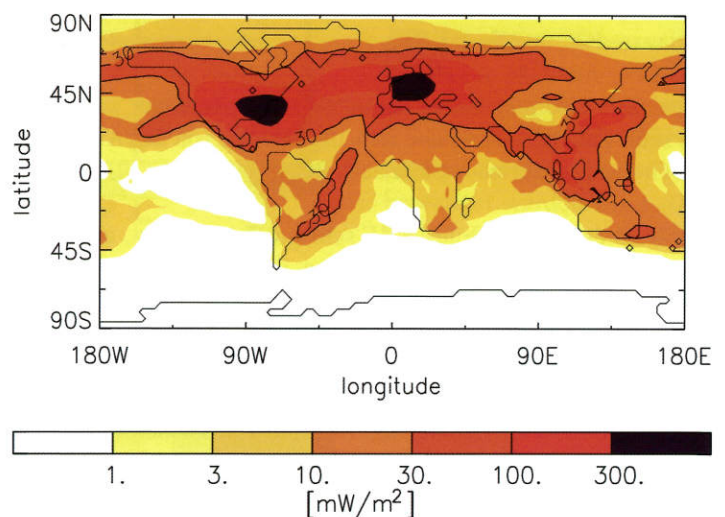


Abb. 10-5: Strahlungsantrieb aufgrund von Kondensstreifen-Zirren (einschließlich linearer Kondensstreifen) für 2002. Quelle: Fig. 3 aus BURKHARDT und KÄRCHER (2011).

thermodynamisch erklärt werden (Details siehe zum Beispiel SCHUMANN 1996). Die Bildung von Kondensstreifen wird durch die Emission von Wasserdampf in hinreichend kalte Luft ausgelöst. Wenn die Umgebungsluft relativ zu Eis übersättigt ist, können Kondensstreifen unter Aufnahme von Wasser aus der Umgebung wachsen und längere Zeit (bis zu mehreren Stunden) am Himmel verweilen. Sie können im Lauf ihres Lebenszyklus ihre zunächst lineare Form verlieren und sich zu so genannten Kondensstreifen-Zirren weiter entwickeln, die sich, abgesehen von ihrer Herkunft, nicht mehr von natürlichen Zirren unterscheiden (Abb. 10-4). Wie alle Wolken haben auch Kondensstreifen und Kondensstreifen-Zirren zwei gegenläufige Wirkungen auf das Klima: zum einen reflektieren sie die solare Strahlung mit einem negativen RF , zum anderen absorbieren und emittieren sie langwellige Strahlung mit einem positiven RF . Bei einer einzelnen Wolke kann der Netto-Strahlungsantrieb sowohl positiv (erwärmend) als auch negativ (abkühlend) sein. Bei niedrigem Sonnenstand dominiert eher die Abkühlung, bei hohem Sonnenstand und nachts dominiert die Erwärmung.

Der globale Bedeckungsgrad durch lineare Kondensstreifen wurde erstmals von SAUSEN et al. (1998) für das Jahr 1992 abgeschätzt; das diente als Grundlage zur Berechnung des zugehörigen RF . Auf der Basis neuerer Emissionskataster des Flugverkehrs berechneten LEE et al. (2009) einen globalen Netto-Strahlungsantrieb von $11,8 \text{ mW/m}^2$ für 2005 (siehe auch Abb. 10-3). Der Strahlungsantrieb von Kondensstreifen-Zirren (inklusive linearer Kondensstreifen) konnte in früheren Arbeiten nur durch Korrelationsstudien grob abgeschätzt werden. Als mittlerer Wert für 2005 ergaben sich 33 mW/m^2 . Dieser Wert liegt nicht allzu weit weg von der ersten Berechnung mit Hilfe eines komplexen Klimamodells (Abb. 10-5). BURKHARDT und KÄRCHER (2011) berücksichtigten nicht nur das Wachstum von Kondensstreifen zu Kondensstreifen-Zirren, sondern auch deren Rückkopplung auf natürliche Zirren. Letzteren steht wegen der Konkurrenz durch die Kondensstreifen-Zirren weniger Wasserdampf zur Verfügung. Für den Strahlungsantrieb der Kondensstreifen-Zirren (inklusive linearer Kondensstreifen) ergaben sich $+38 \text{ mW/m}^2$, die schwächer ausfallenden natürlichen Zirren haben ein RF von -7 mW/m^2 ; damit liegt der Gesamteffekt bei 31 mW/m^2 , also ziemlich nahe an der Abschätzung von LEE et al. (2009). Mit einem semiempirischen Kondensstreifen-Zirren Modell unter Nutzung Satellitendaten berechnen SCHUMANN und GRAF (2013) einen etwas größeren Beitrag ($+50 \text{ mW/m}^2$) als BURKHARDT und KÄRCHER (2011).

Neben den bislang betrachteten direkten Wolkeneffekten gibt es noch eine indirekte Wirkung auf die Wolken. Von Flugzeugen emittiertes Aerosol (zum Beispiel Ruß) oder sekundäres Aerosol (zum Beispiel H_2SO_4) kann zum Wolken- oder Eiskondensationskern werden und so nicht nur zusätzliche Wolkenbildung anregen, sondern auch die mikrophysikalischen und optischen Eigenschaften von

Wolken beeinflussen. Damit wird nicht nur die Albedo der Wolken modifiziert, sondern auch die Lebensdauer der Wolken kann sich ändern (zum Beispiel HENDRICKS et al. 2011). Während der Effekt auf die niedrigen Wolken (Wasserwolken) eher ein kühlender ist, kann bei Zirren noch keine gesicherte Aussage hinsichtlich des Vorzeichens des zugehörigen Strahlungsantriebs getroffen werden. Kürzlich schätzen RIGHI et al. (2013) den aerosolbedingten Strahlungsantrieb (direkt und indirekt via Wasserwolken) mit -15 mW/m^2 ab, verbunden mit einer sehr großen Unsicherheit (Faktor 4).

3.6 Anteil am anthropogenen Strahlungsantrieb

Unter Einschluss der Wirkung von Kondensstreifen-Zirren, aber ohne die indirekten Wolkeneffekte und ohne den langsamen Ozonabbau infolge der Methanabnahme, ermittelten LEE et al. (2009), dass der gesamte Strahlungsantrieb im Jahr 2005 bei 78 mW/m^2 lag (der unterste gestrichelte Balken in Abb. 10-3). Die neueren Ergebnisse von BURKHARDT und KÄRCHER (2011) bezüglich der Kondensstreifen-Zirren modifizieren diesen allenfalls marginal; der langsame Ozonabbau versucht vermutlich eine geringe Reduktion.

Den flugverkehrsbedingten Strahlungsantrieb verglichen LEE et al. (2009) mit dem gesamten anthropogenen Strahlungsantrieb. Im Jahr 2005 betrug letzterer $1,6 \text{ W/m}^2$ (IPCC 2007); zufälligerweise ist das RF nur aufgrund allen anthropogenen CO_2 etwa gleich groß. Das CO_2 aus dem Flugverkehr ist für 1,6 % des gesamten anthropogenen Strahlungsantriebs verantwortlich (siehe auch Abb. 10-6), während sein Beitrag zu den heutigen anthropogenen CO_2 -Emissionen bei 2 bis 3 % liegt. Das ist eine

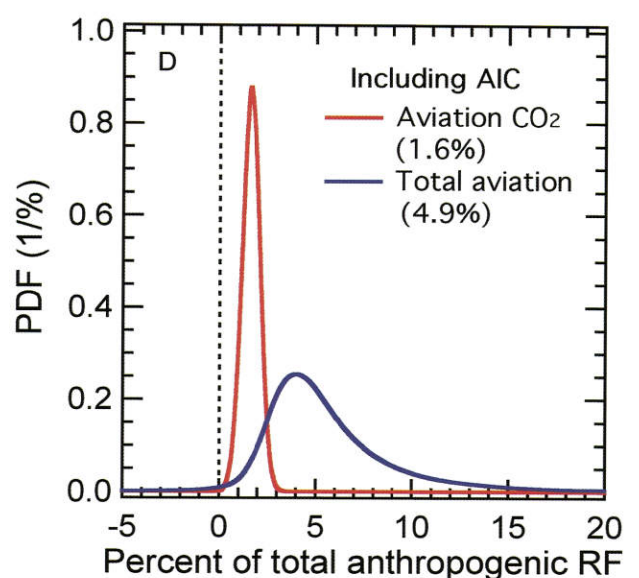


Abb. 10-6: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen (PDF = *probability density function*) des Beitrages des Luftverkehrs zum gesamten anthropogenen Strahlungsantrieb aufgrund nur des CO_2 aus dem Luftverkehr (rot) und aufgrund aller Luftverkehrseffekte (blau). Die Zahlen in Klammern geben die jeweiligen Erwartungswerte an. Quelle: Fig. 6 aus LEE et al. (2009).

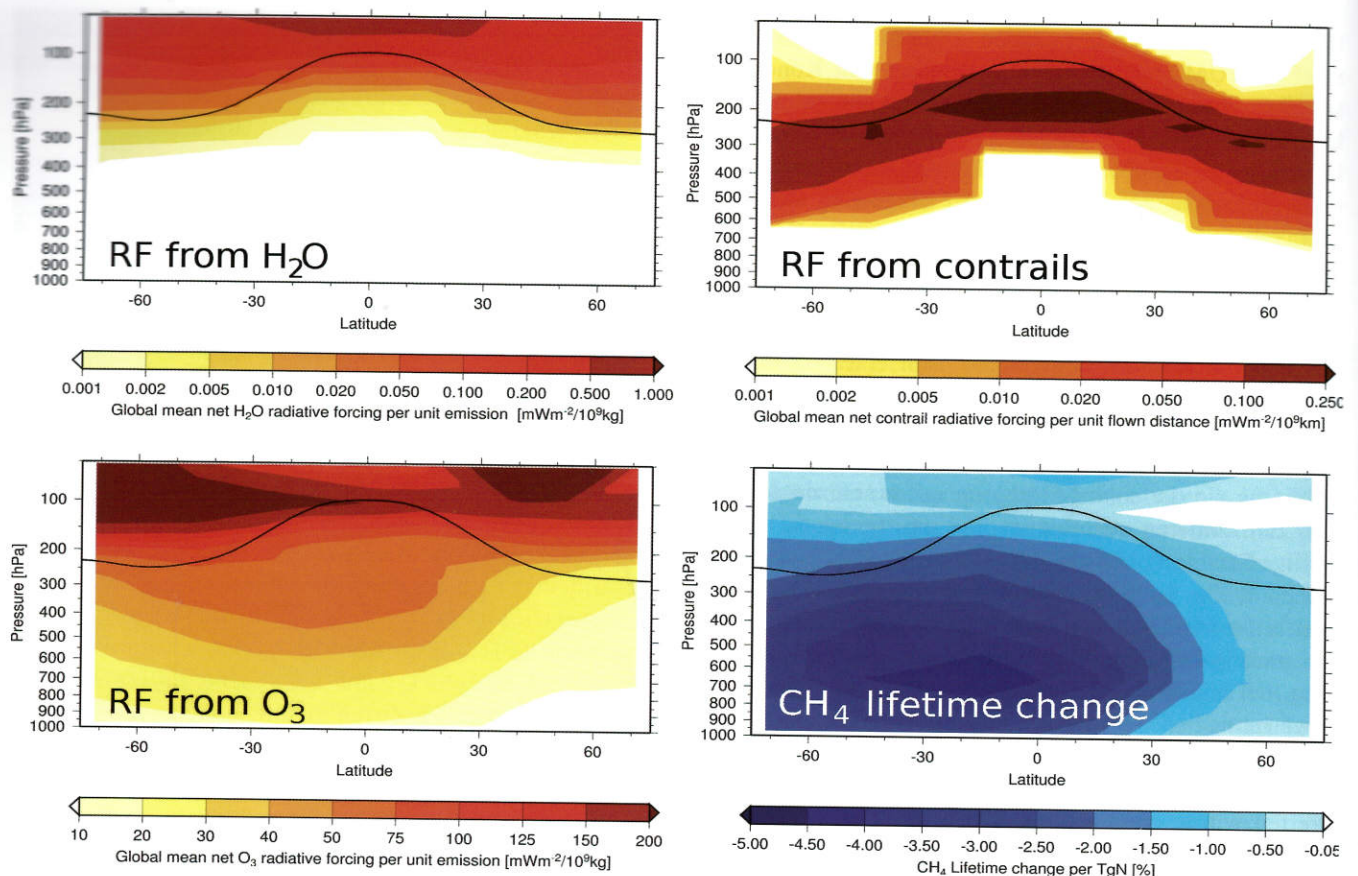


Abb. 10-7: Spezifische Strahlungsantriebe pro Einheitsemission als Funktion von Höhe und geographischer Breite der Emission für Wasserdampf (oben links), Kondensstreifen (oben rechts) und Ozon aus NO_x (unten links) sowie Änderung der Lebensdauer von Methan aufgrund einer Einheitsemission von NO_x (unten rechts). Quelle: Fig. 8.2, Fig. 8.4, Fig. 8.6 und Fig. 8.7 aus FICHTER (2009).

Folge davon, dass die meisten anthropogenen Emissionen langlebiger Treibhausgase über eine weitaus längere Zeit erfolgten, als das beim Luftverkehr der Fall ist, der erst in im letzten Drittel des vorherigen Jahrhunderts nennenswerte Emissionen hatte.

Der gesamte flugverkehrsbedingte Strahlungsantrieb (ohne die indirekten Wolkeneffekte und ohne den langsamen Ozonabbau infolge der Methanabnahme) hatte demnach einen Anteil von 4,9 % am gesamten anthropogenen RF, das heißt der gesamte Beitrag ist etwa dreimal so groß wie der Beitrag des CO₂. Abb. 10-6 zeigt nicht nur die Mittelwerte für den Anteil des Flugverkehrs am anthropogenen RF, sondern auch die zugehörigen Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen. Im Fall des CO₂-Anteils ist diese sehr schmal, während die des gesamten flugverkehrsbedingten Strahlungsantriebs in Folge der größeren Unsicherheiten vergleichsweise breit ist.

4 Minderung der Klimawirkung des Flugverkehrs

Der bislang rasch wachsende Beitrag des Flugverkehrs macht es angesichts des prognostizierten Wachstums des Transportvolumens erforderlich, den Beitrag des Luftverkehrs im Hinblick auf eine nachhaltige Entwicklung zu mindern. Das kann auf verschiedenen Wegen erfolgen, die alle gleichzeitig beschritten werden sollten:

- Reduktion der absoluten Emissionen durch geringere spezifische Emissionen (bessere Technologie, bessere Auslastung, das heißt höherer *Load-Factor*), durch Treibstoff optimierte Flugtrajektorien, durch Verwendung von alternativen Treibstoffen, durch geringere Reisefluggeschwindigkeiten und durch Reduktion des Transportvolumens (zum Beispiel durch Verringerung der Verkehrsnachfrage);
- Verringerung der Wirkung der Nicht-CO₂-Effekte durch veränderte Flughöhen oder durch ökoefiziente Flugtrajektorien.

Während der erste Spiegelpunkt Disziplinen wie Flugzeugbau, Verkehrsforschung, Treibstoffchemie oder Verkehrsmanagement betrifft, ist für den zweiten ein erheblicher Beitrag der Meteorologie erforderlich.

4.1 Ortsabhängigkeit der Klimawirkung

Während bei CO₂ die Wirkung unabhängig vom geographischen Ort, von der Höhe und dem Zeitpunkt der Emission ist, gilt das nicht für andere Emissionen des Flugverkehrs. 1998 zeigten SAUSEN et al. eine Höhen- und Ortsabhängigkeit des so genannten potentiellen Bedeckungsgrades von Kondensstreifen, also der Möglichkeit Kondensstreifen zu generieren. Damit verbunden war eine Änderung des Kondensstreifen-Bedeckungsgrades bei genereller Änderung der Flughöhe. FRÖMMING et al. (2012) untersuchten die Auswirkungen von vertikalen Verschie-

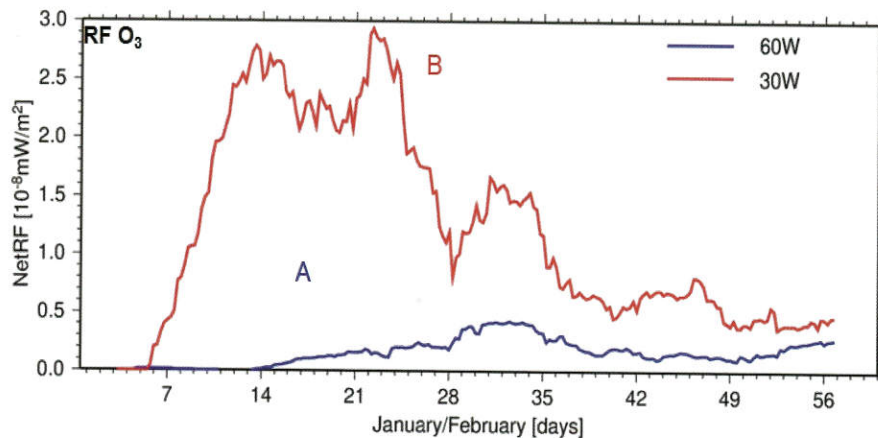


Abb. 10-8: Zeitlicher Verlauf des Strahlungsantriebes aufgrund einer Einheitsemission von NO_x zum gleichen Zeitpunkt, in gleicher Höhe und gleicher geographischer Breite, aber in unterschiedlicher geographischer Länge (60°W und 30°W). Quelle: Fig. 44.5 aus MATTHES et al. (2012).

bungen aller Flugbewegungen auf die einzelnen Komponenten des luftverkehrsbedingten Strahlungsantriebs und auf die zugehörigen Temperaturänderungen. Bei allen Nicht- CO_2 -Effekten nimmt die Klimawirkung mit abnehmender mittlerer Flughöhe ab; beim CO_2 ist es wegen des höheren Treibstoffverbrauchs in niedrigerer Flughöhe (bei konstanter Machzahl) umgekehrt. Insgesamt dominieren die Nicht- CO_2 -Effekte; so verringert sich gemäß FRÖMMING et al. (2012) zum Beispiel der gesamte Strahlungsantrieb um knapp 30 %, wenn man im Mittel 4000 ft (circa 1240 m) niedriger fliegt. (Diesen Effekt könnte man sogar noch steigern, wenn man Flugzeuge für eine niedrigere Reise Flughöhe auslegte.)

In anderen Studien (GREWE und STENKE 2008, FICHTER 2009) wurden systematisch Einheitsemissionen längs eines Breitenkreises mit vorgegebener Höhe und geographischer Breite freigesetzt und das zugehörige RF bestimmt (Abb. 10-7). Beim RF vom H_2O , O_3 und von den Kondensstreifen ist eine deutliche Abhängigkeit von Höhe und Breite zu sehen. Ähnliches gilt für die Lebensdauer von CH_4 und damit auch für das zugehörige RF .

Die gesamte Variabilität ist weitaus größer als in den oben genannten Studien abgeschätzt. Der Strahlungsantrieb der Nicht- CO_2 -Effekte hängt nicht nur zusätzlich von der geographischen Länge ab, sondern auch von der Tages- und Jahreszeit der Emission und der dann herrschenden Wetterlage (und damit deren Entwicklung), wie folgende Beispiele zeigen:

1. Die Gebiete, in den sich Kondensstreifen bilden können, haben häufig nur eine geringe vertikale Erstreckung (wenige hundert Meter, siehe zum Beispiel MANNSTEIN et al. 2005).
2. Zwei gleich große NO_x -Emission, die zu identischen Zeitpunkt, identischer Höhe und identischer geographischer Breite, aber mit 30° Unterschied in der geographischen Länge über dem Nordatlantik in Luftpakete freigesetzt werden, führen zu völlig unterschiedlichen zeitlichen Verläufen der zugehörigen RF (MATTHES et al. 2012, siehe auch Abb. 10-8), da eines der Luft-

pakete in die Tropen transportiert wird, während das andere in mittleren Breiten bleibt.

4.2 Planung von ökoefizienten Flugtrajektorien

Die Tatsache, dass die Klimawirkung einer Nicht- CO_2 -Emission des Flugverkehrs sehr stark von Ort, Höhe, Zeitpunkt und Wetterlage abhängt, kann man sich zu Nutze machen, um die Klimawirkung des Luftverkehrs zu minimieren. Vor knapp zwei Jahrzehnten schlugen SAUSEN et al. (1994) vor, eine orts-, höhen- und zeitabhängige Kostenfunktion zu bestimmen, die für jeden Raum-Zeit-Punkt angibt, wie eine Einheitsemission auf

das Klima wirkt. Gewichtet mit den spezifischen Emissionen pro Zeiteinheit oder pro Längeneinheit eines Fluges kann dann die Klimawirkung dieses Fluges durch ein Wegintegral über die Flugtrajektorie bestimmt werden. Die minimale Klimawirkung erhält man schließlich durch Variation der Flugtrajektorie, so dass das Integral ein Minimum erzielt.

Dieses Verfahren ist analog zur Bestimmung operationeller Flugtrajektorien, als Kostenfunktion verwendet man hier jedoch Flugzeit, Treibstoffverbrauch oder Betriebskosten. In der Regel geht eine Reduzierung der Klimawirkung mit einer Erhöhung der Betriebskosten einher. Wenn man die gesamten Klimakosten mittels geeigneter Gewichtungsfaktoren gewichtet, wie das zum Beispiel beim Emissionshandel der Fall ist, kann man die Klimakosten zu den Betriebskosten addieren und dann den optimalen Weg über die gemeinsamen Klimakosten und Betriebskosten ermitteln.

5 Schlusswort

Wir haben gesehen, dass der Flugverkehr auf besondere Weise zur Klimaerwärmung beiträgt. Beim Flugverkehr sind neben den CO_2 -Emissionen die Nicht- CO_2 -Effekte im Vergleich zu anderen anthropogenen Quellen von verhältnismäßig großer Bedeutung. Gemessen als Strahlungsantrieb sind die Nicht- CO_2 -Effekte etwa doppelt so wirksam wie die CO_2 -Emissionen⁶.

Durch ökoefiziente Flugtrajektorien bietet sich die Möglichkeit, die Klimawirkung des Flugverkehrs bei gleichem Transportvolumen deutlich zu mindern. Auch wenn noch erhebliche Forschungsaktivitäten erforderlich sind, um die den ökoefizienten Flugtrajektorien zugrunde liegenden Kostenfunktionen hinreichend genau zu berechnen, sollte man dennoch bereits heute mit der Planung der Umsetzung beginnen. Selbst bei ungenau bekannten Kostenfunktionen ist bereits eine Minderung der Klimaerwärmung möglich.

⁶ Diese relativen Gewichte verschieben sich, wenn man andere Metriken anstatt des Strahlungsantriebs verwendet.

Literatur

- BURKHARDT, U., B. KÄRCHER, 2011: Global radiative forcing from contrail cirrus. *Nature Climate Change* **1**, 4-58, doi 10.1038/NCLIMATE1068.
- FICHTER, C., 2009: Climate impact of air traffic emissions in dependency of the emission location and altitude. Dissertation. *DLR-Forschungsbericht* DLR-FB--2009-22, 152 S.
- FRÖMMING, C., M. PONATER, K. DAHLMANN, V. GREWE, D.S. LEE, R. SAUSEN, 2012: Aviation-induced radiative forcing and surface temperature change in dependency of the emission altitude. *Journal of Geophysical Research* **117** (D19104), doi 10.1029/2012JD018204.
- GREWE, V., A. STENKE, 2008: AirClim: an efficient tool for climate evaluation of aircraft technology, *Atmos. Chem. Phys.* **8**, 4621-4639.
- HENDRICKS, J., B. KÄRCHER, U. LOHMANN, U., 2011: Effects of ice nuclei on cirrus clouds in a global climate model. *J. Geophys. Res.* **116** (D18206), 1-24, doi 10.1029/2010JD015302.
- HOOR, P., J. BORKEN-KLEEFELD, D. CARO, O. DESSENS, O. ENDRESEN, M. GAUSS, V. GREWE, D. HAUGLUSTINE, I.S.A., ISAKSEN, P. JÖCKEL, J. LELIEVELD, G. MYHRE, E. MEIJER, D. OLIVIE, M. PRATHER, C. SCHNADT POBERAJ, K.P. SHINE, J. STAEHELIN, Q. TANG, J. VAN AARDENNE, P. VAN VELTHOVEN, R. SAUSEN, 2009: The impact of traffic emissions on atmospheric ozone and OH: results from QUANTIFY. *Atmos. Chem. Phys.* **9**, 3113-3136.
- IPCC, 1996: Climate change 1995 – The science of climate change. In: J.T. HOUGHTON, L.G. MEIRA FILHO, B.A. CALLANDER, N. HARRIS, A. KATTENBERG K. MASKELL (Eds.), Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press*, Cambridge, UK.
- IPCC, 1999: Aviation and the global atmosphere. In: J.E. PENNER, D. H. LISTER., D.J. GRIGGS, D.J. DOKKEN, M. MCFARLAND (Eds.), Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press*, Cambridge, UK.
- IPCC, 2007: Climate change 2007. The physical science basis. In: S. SOLOMON, D. QIN, M. MANNING, M., MARQUIS, K. AVERYT, M.M.B. TIGNOR, H.L. MILLER, Z. CHEN (Eds.), Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press*, UK.
- LEE, D.S., D.W. FAHEY, P.M. FORSTER, P.J. NEWTON, R.C.N. WIT, L.L. LIM, B. OWEN, R. SAUSEN, 2009: Aviation and global climate change in the 21st century. *Atmos. Environ.* **43**, 3520-3537.
- MANNSTEIN, H., P. SPICHTINGER, K. GIERENS, 2005: A Note on How to Avoid Contrail Cirrus. *Transportation Research* **10**, 421-426.
- MATTHES, S., U. SCHUMANN, V. GREWE, C. FRÖMMING, K. DAHLMANN, A. KOCH, H. MANNSTEIN, 2012: Climate optimized air transport. In U. SCHUMANN (Hrsg.): *Atmospheric Physics: Background – Methods – Trends*. Springer, Heidelberg, doi 10.1007/978-3-642-30183-4, 727-746.
- PONATER, M., S. DIETMÜLLER, R. SAUSEN, 2012: Greenhouse effect, radiative forcing and climate sensitivity. In U. SCHUMANN (Hrsg.): *Atmospheric Physics: Background – Methods – Trends*. Springer, Heidelberg, doi 10.1007/978-3-642-30183-4, 85-100.
- RIGHI, M., J. HENDRICKS, R. SAUSEN, 2013: The global impact of the transport sectors on atmospheric aerosol: simulations for year 2000 emissions. *Atmos. Chem. Phys.* **13**, 9939-9970, doi 10.5194/acp-13-9939-2013.
- SAUSEN, R., D. NODORP, C. LAND, 1994: Towards an optimal flight routing with respect to minimal environmental impact. In U. SCHUMANN, D. WURZEL (eds.): *Impact of Emissions from Aircraft and Spacecraft upon the Atmosphere*. Proceedings of an International Scientific Colloquium, Köln, Germany, April 18-20, 1994. *DLR Mitteilung* **94-06**, Oberpfaffenhofen und Köln, 473-478.
- SAUSEN, R., K. GIERENS, M. PONATER, U. SCHUMANN, 1998: A diagnostic study of the global distribution of contrails: Part I. Present day climate. *Theor. Appl. Climatol.* **61**, 127-141.
- SAUSEN, R., U. SCHUMANN, 2000: Estimates of the climate response to aircraft CO₂ and NO_x emissions scenarios. *Climatic Change* **44**, 27-58.
- SAUSEN, R., 2004: Luftverkehr und Klima. *promet* **30**, 181-187.
- SAUSEN, R., I. ISAKSEN, V. GREWE, D. HAUGLUSTINE, D.S. LEE, G. MYHRE, M.O. KÖHLER, G. PITARI, U. SCHUMANN, F. STORDAL, C. ZEREFOS, 2005: Aviation radiative forcing in 2000: An update on IPCC (1999). *Meteorol. Z.* **14**, 555-561.
- SAUSEN, R., K. GIERENS, V. EYRING, J. HENDRICKS, M. RIGHI, 2012: Climate impact of transport. In U. SCHUMANN (Hrsg.): *Atmospheric Physics: Background – Methods – Trends*. Springer, Heidelberg, doi 10.1007/978-3-642-30183-4, 711-725.
- SCHUMANN, U., 1996: On conditions for contrail formation from aircraft exhausts. *Meteorol. Z.* **5**, 4-23.
- SCHUMANN, U., K. GRAF, 2013: Aviation-induced cirrus and radiation changes at diurnal timescales. *J. Geophys. Res. Atmos.* **118**, 2404-2421, doi 10.1002/jgrd.50184.
- UNGER, N., 2011: Global climate impact of civil aviation for standard and desulfurized jet fuel. *Geophys. Res. Lett.* **38**, L20803, doi 10.1029/2011GL049289.